

La estructura geológica del entorno del embalse de Itoiz (Navarra, España): un caso de sismicidad inducida por un embalse

La structure géologique de la région du barrage d'Itoiz (Navarre, Espagne) : un cas de sismicité induite par un lac de barrage

Joaquín GARCÍA-SANSEGUNDO ¹

¹ Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco, s/n, 33005 Oviedo, España

j.g.sansegundo@geol.uniovi.es

RESUMEN En Septiembre del año 2004, en la zona donde se sitúa el embalse de Itoiz (Navarra) se produjo una serie de sismos que pueden ser relacionados con las operaciones de llenado y vaciado del embalse. En este trabajo se presentan las características estratigráficas de las rocas mesozoico-terciarias que afloran en la zona donde se ubica el embalse. Asimismo, se analiza la estructura alpina que deforma estas rocas para intentar determinar la posición de las fallas responsables de la sismicidad inducida, que no son visibles en superficie.

Palabras claves : Itoiz, Navarra, España, Zona Surpirenaica, estratigrafía, estructura alpina, embalse, sismicidad inducida

RÉSUMÉ En Septembre 2004, dans la zone où est situé le réservoir d'Itoiz (Navarre), il y eut une série de tremblements de terre qui peuvent être liés au remplissage et à la vidange du réservoir. Le présent travail décrit les caractéristiques stratigraphiques des terrains du Mésozoïque et du Tertiaire qui affleurent dans la région, ainsi que la structure alpine qui les affecte, pour tenter de déterminer la position des failles, non visibles en surface, qui sont responsables de la sismicité induite.

Mots clés : Itoiz, Navarre, Espagne, Zone Sud-pyrénéenne, stratigraphie, structure alpine, lac de barrage, sismicité induite

ABSTRACT In September 2004, in the area where is located the Itoiz reservoir (Navarra) occurred a series of earthquakes that may be related to filling and emptying of the reservoir. In this paper are described the stratigraphic characteristics of the Mesozoic and Tertiary rocks which crop out in the area. The alpine structure is analyzed to try to determine the position of the faults responsible for induced seismicity, which are not visible on the surface.

Keywords : Itoiz, Navarra, Spain, South-Pyrenean Zone, stratigraphy, alpine structure, reservoir, induced seismicity

Référence García-Sansegundo J. 2014. La estructura geológica del entorno del embalse de Itoiz (Navarra, España): un caso de sismicidad inducida por un embalse. *Rev. Géol. pyrén.*, 1, 1, 7 p.
<http://www.geologie-des-pyrenees.com/>

Este trabajo fue presentado en febrero del año 2005 a la Coordinadora de Itoiz.

1. INTRODUCTION

A partir del mes de septiembre de 2004, la prensa Navarra se ha hecho eco de la aparición de una sismicidad en el entorno del embalse de Itoiz, desconocida hasta entonces. La coincidencia entre estos movimientos terrestres y el llenado del embalse ha provocado que muchas personas, entre ellas varios especialistas, piensen que más allá de una mera coincidencia,

existe una relación causa – efecto entre el llenado del embalse y la sismicidad registrada. Sin embargo, otros profesionales de la geología, han dudado de esta relación y han discutido sobre la naturaleza de las estructuras tectónicas capaces de provocar los terremotos. Es decir, se ha cuestionado la existencia de fallas en el entorno del embalse de Itoiz, que justifiquen los movimientos sísmicos registrados.

Desde un punto de vista geológico, la zona donde se ubica el embalse de Itoiz, se sitúa en la rama meridional de la cordillera pirenaica, concretamente en la Zona Surpirenaica, que corresponde al antepaís de este orógeno, cuya formación comenzó en el Cretácico superior y finalizó en el Mioceno. Las rocas más antiguas presentes tienen una edad paleozoica, configuran el

basamento de la cordillera y afloran al norte del área ocupada por el embalse. Por encima de estas rocas aparecen materiales de la cobertera de edad Triásico, Cretácico superior y Terciario, siendo la mayor parte de rocas sobre las que se sitúa el embalse de esta última edad.

Los primeros estudios modernos sobre la geología del entorno del embalse de Itoiz, se realizaron coincidiendo con la elaboración de los mapas geológicos a escala 1:25.000 de Navarra y el mapa geológico de España a escala 1:50.000, concretamente hojas de Aoiz y Garralda (Puigdefábregas, 1975; Puigdefábregas *et al*, 1978; Carbayo *et al*, 1978). Con estos trabajos se puso orden en la sucesión estratigráfica del Terciario y se realizó un moderno estudio de las características de la cuenca de sedimentación en la que se depositaron estos materiales. Con posterioridad a estos trabajos, únicamente se publicaron algunos artículos de carácter general, relativos a la estructura profunda de la zona (Cámara y Klimowitz, 1985; Turner, 1996) o bien trabajos más puntuales sobre aspectos concretos de la geología de alguna zona (Payros *et al*, 1994; García-Sansegundo y Barnolas, 2000, entre otros). También se realizó la revisión de los mapas geológicos a escala 1: 25.000, de Garralda y Aoiz (García de Domingo y Blas Balaguera, 1993; García-Sansegundo, 1993), siendo estas cartografías geológicas la principal fuente de información del presente trabajo.

Con este trabajo se pretende dar a conocer la naturaleza e importancia de las estructuras tectónicas existentes en el entorno del embalse, susceptibles de producir movimientos sísmicos. Al texto se adjunta un mapa geológico resumido de la zona que, como ya se ha indicado, es la principal fuente de información y donde se incluyen los principales datos estructurales de la región. Asimismo, se presenta un corte geológico apoyado tanto en los datos del mapa geológico, como del sondeo de Repsol

Aoiz 1 (Lanaja *et al*, 1987) y de la información de sísmica de reflexión profunda de la misma empresa (Figs. 1 y 2). Además, se intentará llegar a una aproximación razonable de cómo el llenado de la presa puede desencadenar la sismicidad registrada en los últimos meses en el entorno del embalse.

2. ESTRATIGRAFÍA

En primer lugar parece razonable realizar una detallada explicación del tipo de rocas sobre las que se encuentra ubicado el embalse de Itoiz, cuya edad abarca desde el Cretácico superior hasta el Eoceno (Luteciense). Del conocimiento de estas litologías se podrán extraer conclusiones acerca del grado de permeabilidad y estabilidad de las rocas que afloran en el entorno del embalse. Los materiales terciarios sobre los que se encuentra ubicado el embalse, en general, son margas y areniscas, y representan un conjunto de materiales impermeables; sin embargo, en la parte inferior de la sucesión terciaria, afloran niveles de calizas y dolomías que corresponden a litologías de elevada porosidad. De más antiguo a más moderno, las características litológicas de estas rocas son las siguientes.

2.1. Areniscas y calizas arenosas del Cretácico superior

Esta unidad consta de calcarenitas, calizas bioclásticas y areniscas calcáreas, bien estratificadas, en capas gruesas, con finas laminaciones de algas ocasionales e intercalaciones margosas. Pueden presentar fragmentos de rudistas y otros restos fósiles que permiten atribuir estas rocas al Maastrichtiense superior. Por sus características litológicas esta unidad recuerda

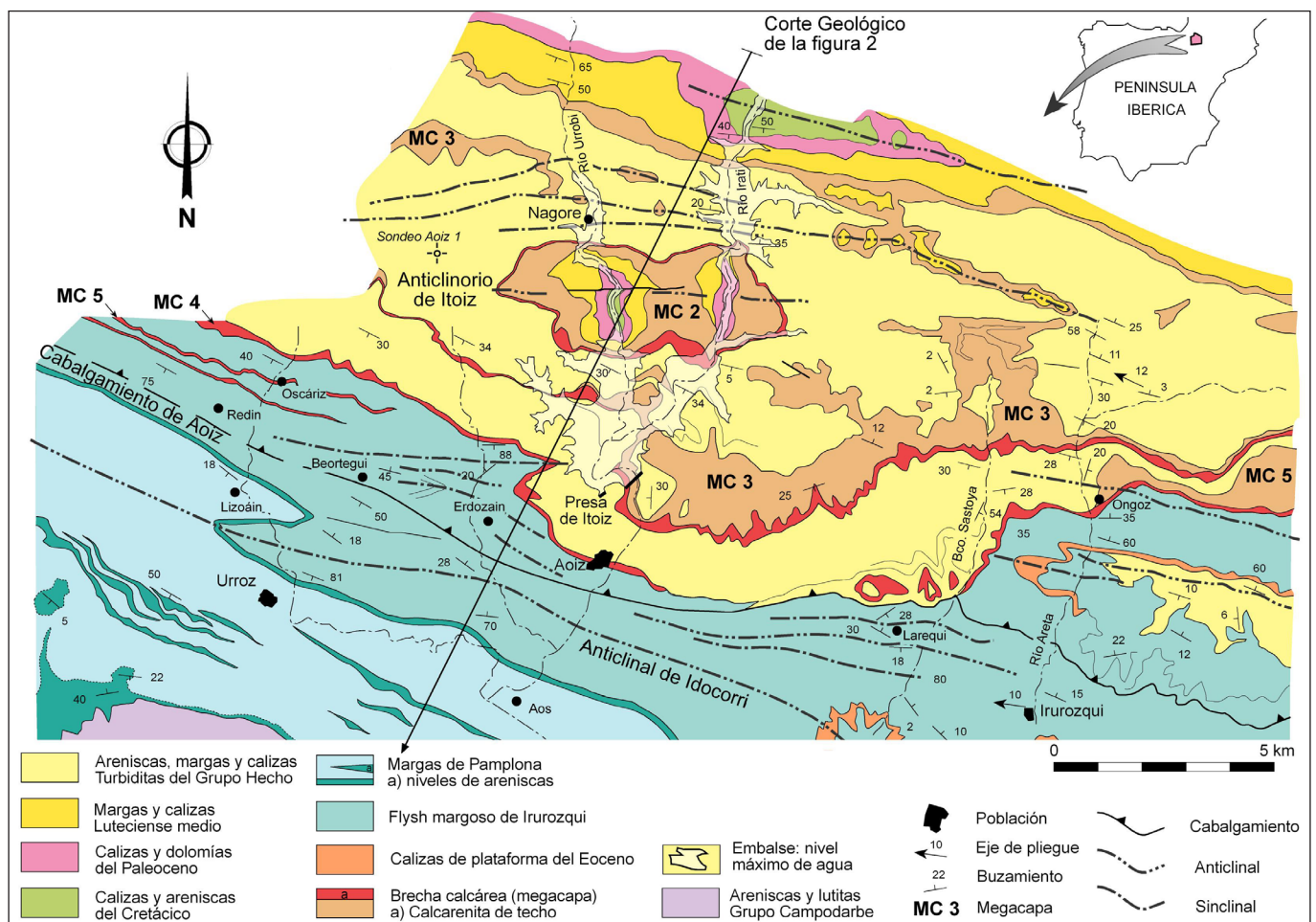


Fig. 1 – Mapa geológico de la región del embalse de Itoiz.

Fig. 1 – Carte géologique de la région du réservoir d'Itoiz.

a las Areniscas de Marboré, definidas por Souquet (1967) en el Pirineo Central. Estas litologías únicamente afloran en el cauce del río Urrobi, un km al sur de la localidad de Nagore, y en el río Iratí, 3 km al SW de la localidad de Oroz-Betelu (Fig. 1). En esta última zona, las calcarenitas, por debajo presentan margas y limolitas de la misma edad.

2.2. Dolomías y calizas del Paleoceno

Se presentan por encima del Cretácico y afloran en los cauces de los ríos Urrobi e Iratí (Fig. 1). En la base, esta unidad está constituida por dolomicritas, con un espesor variable entre 70 y 30 m, con restos fosiles, que permiten incluir estos niveles en el Daniense (Puigdefábregas *et al.*, 1978).

Por encima de los niveles dolomíticos afloran unas calizas claras, con intercalaciones dolomíticas, que indican condiciones de sedimentación en un medio lacustre o palustre. A techo de estos niveles se observa una discontinuidad, representada por una karstificación, observable en el corte del río Iratí. Encima de la karstificación afloran calizas arenosas, cuyo contenido terrígeno disminuye hacia el techo, dando paso a calizas construidas por algas. El espesor de este tramo es de unos 90 m. La edad de la parte superior de esta unidad, con base en fauna de gasterópodos, bivalvos, corales, miliólidos, serpúlidos, globigerinas, rotálidos y discociclinas, es Thanetiense.

2.3. Grupo Hecho

Por encima de las calizas paleocenas aflora una sucesión turbidítica de edad eocena, denominada Grupo de Hecho (Mutti *et al.*, 1972), que representa la sedimentación de surco marino profundo de la cuenca de antepaís Surpirenaica (foredeep basin). En términos generales, la sedimentación de estos materiales, tendría lugar en un surco alargado en dirección E-W, paralelo a la cadena, en el que los espesores de sedimentos varían de unas zonas a otras; así, en sectores del Pirineo Central pueden medirse hasta 4500 m del Grupo Hecho, mientras que en la zona objeto de este estudio, la potencia no pasaría de los 3000 m. La alimentación de este surco, sería longitudinal, desde el este hacia el oeste. En el entorno del embalse de Itoiz, en el Grupo Hecho se distinguen tres partes o unidades que son (i) la sucesión turbidítica en sentido estricto (ss), (ii) las megacapas carbonáticas y (iii) el "flysch margoso de Iruozqui", situado al techo de la sucesión estratigráfica, al sur de la presa (Fig. 1).

2.3.1. Sucesión turbidítica ss

Se trata de una serie constituida esencialmente por margas y areniscas, entre las que se intercalan unos niveles de calizas resedimentadas, de gran continuidad lateral, denominadas megacapas o megaturbiditas que se describirán en el siguiente epígrafe. Las turbiditas presentan unos niveles de margas, de tonos claros, gris cremoso, que se suelen presentar en capas decimétricas (de 20 a 40 cm). Estas margas alternan con capas de areniscas de tamaño de grano fino o medio generalmente y matriz normalmente carbonatada. El color de estos niveles arenosos es gris oscuro.

En general, se puede decir que las turbiditas del Grupo Hecho, en la zona de Itoiz, tienen un espesor de aproximadamente 1500 m, espesor éste que incluiría a todas las megacapas que se describirán a continuación. Estos espesores son algo menores que los observables en sectores más orientales de los Pirineos, lo cual podría ser debido a que, el sector navarro de la Zona Surpirenaica corresponde a una zona distal de la cuenca, donde puede existir una reducción de la potencia de los sedimentos que la rellenan. Por otra parte, el volumen de sedimentos turbidíticos no fue depositado en una misma vertical, sino que el depocentro de la cuenca fue migrando hacia el sur, a la vez que se iba propagando la deformación en ese sentido (Van Lunsen, 1970; Puigdefábregas *et al.*, 1978; Labaume *et al.*, 1985; Camara y Klimowitz, 1985). Por lo tanto, la base de los

depósitos turbidíticos corresponde a una superficie de onlap de éstos sobre el substrato, con un hiato más o menos importante y con erosión local de los materiales infrayacentes.

La edad de esta unidad es difícil de determinar debido a que la mayoría de los fósiles son resedimentados. En cualquier caso, se puede aproximar que la base de esta sucesión turbidítica estaría en el Ilerdiense o en el Cuisiense, mientras que el techo tendría una edad Luteciense superior. Estas edades son coherentes con las propuestas por Labaume *et al.* (1985), Canudo y Molina (1988), en sectores cercanos.

2.3.2. Megacapas carbonáticas

Una de las más importantes características del Grupo de Hecho es la existencia de intercalaciones de horizontes de calizas, de gran continuidad lateral, que constituyen muy buenos niveles guía cartografiables. Estos niveles, conocidos con el nombre de megaturbiditas o megacapas, han sido descritos por numerosos autores, aunque los estudios más recientes sobre estas litologías corresponden a Johns *et al.* (1981), Labaume *et al.* (1983, 1985, 1987), Cámara y Klimowitz (1985), Teixell (1990) y Barnolas *et al.* (1991).

La naturaleza de las megacapas es clástica y están formadas por brechas calcáreas, calcarenitas y margas que, en la mayoría de los casos, están formando una sucesión vertical común, que ha permitido definir una secuencia tipo (Soler y Puigdefábregas, 1970; Rupke, 1976; Johns *et al.*, 1981; Labaume *et al.*, 1983). La parte inferior de la megacapa está generalmente formada por brechas carbonáticas, con clastos de calizas de plataforma heterométricos que pueden llegar a ser de escala métrica y margas. En algunas de las megacapas, el tramo brechoide basal puede ser dividido en un término inferior esencialmente calcáreo y otro superior con mayor proporción de material margoso entre los bloques de caliza. Cuando en las megacapas está bien desarrollada la brecha, suele corresponder el tramo con mayor espesor, pudiendo llegar a ser de 50 m. Por encima de la brecha, se encuentra una sucesión menos potente compuesta por calcarenitas y areniscas calcáreas en la base y margas hacia el techo, formando una secuencia granodecreciente; este tramo sería el conocido estrictamente como megaturbidita.

En sectores más orientales, situados entre Roncal y Jaca, la distribución de las megacapas fue establecida por Labaume *et al.* (1983, 1985, 1987), que proponen la existencia de 9 niveles principales. En el mapa geológico (Fig. 1), se propone una numeración de las megacapas, que es el resultado de la correlación realizada durante la elaboración de la hoja de Aoiz a 1:25.000 (García-Sansegundo, 1993), entre las megacapas de esta hoja y las que afloran en el valle del Roncal.

La megacapa más antigua observable en el entorno del embalse de Itoiz, se sitúa casi directamente sobre las calizas paleocenas, en el cauce de los ríos Urrobi e Iratí (Fig. 1). Esta megacapa que en el sector estudiado tiene un espesor notable, se correlaciona mal con las estudiadas por Labaume *et al.* (1983, 1985, 1987) debido a su escasa continuidad cartográfica, si bien, se podría corresponder con la que estos autores asignaron el nº 2. La megacapa nº 3 o de Villanúa, por su espesor y continuidad, es la más importante de las observables en el entorno de Itoiz y aflora en los alrededores del cierre de la presa, al norte y este de la antigua localidad de Itoiz (Fig. 1). La localidad de Aoiz se encuentra atravesada por una pequeña megacapa, que puede ser correlacionada con la megacapa nº 4 (Gedre o Cotefablo), la cual se puede seguir al norte de Oscáriz; hacia el oeste, esta megacapa tiene un espesor más importante del observable en la zona de Aoiz (Fig. 1). Al este del embalse de Itoiz, en la localidad de Ongoz, se observa otra importante megacapa que corresponde a la nº 5 o del Roncal; esta megacapa puede ser seguida hacia el oeste hasta el norte de Larequi, donde es cortada por un cabalgamiento. Más al oeste, la megacapa nº 5 podría corresponder con alguna de las observables al norte de la localidad de Redin, si bien su espesor es ya tan reducido que se hace difícil hacer una exacta correlación (Fig. 1).

Las megacapas del entorno del embalse de Itoiz no siempre presentan completos todos los términos, siendo muy frecuente la ausencia de la brecha basal, presentándose únicamente la calcarenita de techo. Aparte de las megacapas descritas se observan otras que presentan un desarrollo mucho menor. En estos casos, la continuidad lateral de estos niveles es pequeña. En la mayoría de los trabajos, las megacapas han sido interpretadas como originadas por resedimentación catastrófica en la cuenca de material de las plataformas carbonáticas adyacentes.

El flysch margoso de Irurozqui corresponde a la parte superior del Grupo Hecho y, en la zona estudiada, corresponde a una serie esencialmente margosa. Entre las margas suelen intercalarse algunos niveles de areniscas de grano fino, de 1 a 3 cm de espesor, mientras que los niveles margosos se presentan en capas de más de 50 cm. En general, puede decirse que la mitad inferior de esta unidad es algo más arenosa que la superior. En esta parte baja del flysch margoso de Irurozqui, las margas tienen un contenido importante en CO_3Ca , del orden del 62%. La parte superior de esta unidad, los últimos 300 metros, es mucho más margosa que la inferior, siendo los niveles de areniscas menos frecuentes y más finos.

Dentro del flysch también se observan niveles de calcarenitas o calizas arenosas, con un espesor de 1 a 5 m, a veces capas decimétricas. En algunas ocasiones estos niveles calcáreos corresponden al nivel calcarenítico de alguna megacapa. Estos depósitos son claramente turbidíticos y pueden considerarse sedimentos de fondo de cuenca, correspondientes a las partes distales de los lóbulos turbidíticos.

El techo de esta unidad queda bien definido por la unidad suprayacente, que la separa de las Margas de Pamplona. En lo que se refiere a la base de esta unidad, el entorno del embalse de Itoiz, se ha situado aproximadamente encima de la megacapa nº 4 (Gedre o Cotefablo), ya que es a partir de este nivel, donde se observa una clara disminución en la cantidad de areniscas del Grupo Hecho (Fig. 1). El espesor de esta unidad es, por lo tanto, variable, siendo de unos 1500 m en la zona objeto de este estudio. La edad del flysch margoso de Irurozqui, por correlación, se atribuye al Luteciense superior.

3. ESTRUCTURA

Desde un punto de vista tectónico, como ya ha sido indicado en la introducción, el sector donde se encuentra el embalse de Itoiz, se sitúa en la Zona Surpirenaica, que corresponde a la zona de antepaís del Orógeno Pirenaico. Así, tanto en el entorno del embalse, como en el resto de la zona situada entre el eje de la cordillera de los Pirineos y de la cuenca del Ebro, las estructuras presentes son las típicas de las zonas de antepaís de una cordillera, es decir, las estructuras dominantes son cabalgamientos y pliegues asociados, cuyo desarrollo se produjo en ausencia de metamorfismo, si bien, localmente este pudo llegar a ser de grado muy bajo. Los cabalgamientos, por lo general, presentan una dirección aproximada E-W y se encuentran, en su mayoría, dirigidos hacia el Sur.

Desde hace varias decenas de años, pero sobre todo desde mediados de los años 80, son bien conocidas las características de las estructuras de las zonas externas de las cordilleras, por lo que es bien sabido que cuando se observa un pliegue deformando a una sucesión de alternancias, es presumible que en profundidad esta estructura, al afectar a niveles gruesos y competentes, pase a corresponder a un cabalgamiento. Con relación al área objeto de este trabajo, este hecho no solamente es una interpretación teórica, ya que, en las cercanías del embalse de Itoiz, es posible observar como varios cabalgamientos que se encuentran deformando a las calizas y areniscas del Cretácico y del Paleoceno, hacia arriba en la serie estratigráfica, pasan a pliegues. Por esta razón en la zona de estudio,

decir que los pliegues que afloran en superficie hacia zonas profundas pasan a cabalgamientos es algo más que una suposición, más bien se trata de una deducción lógica y coherente que se apoya en las características estructurales observables en la zona.

Concretamente y de forma resumida, la estructura que se observa en superficie, en los alrededores del embalse de Itoiz, corresponde a un anticlinorio de dirección entre E-W y N-100-E que deforma a materiales que van desde el Cretácico superior, que afloran el fondo de los ríos Urrobi e Irati, hasta la parte superior de las turbiditas del Grupo Hecho (en adelante denominaremos "Anticlinorio de Itoiz" a esta estructura, (ver mapa geológico de la Fig.1). Este antiforme presenta una marcada inmersión hacia el oeste, que se pone en evidencia en el entorno de la presa, donde la megacapa de Villanúa se sitúa en la zona de charnela de este pliegue buzando hacia el oeste. Esta posición estructural de la megacapa de Villanúa se sitúa en la ladera izquierda del embalse de Itoiz, donde el buzamiento de las capas coincide con la inclinación de la ladera. Además, por debajo de la megacapa afloran margas de la sucesión turbidita, lo que representa un elevado riesgo de deslizamiento de la unidad calcárea sobre la cerrada de la presa o sobre las propias aguas embalsadas (ver: Casas, 1999; Joulain y Sánchez Caro, 2000; Rebollo, 2000).

Por delante del Anticlinorio de Itoiz es posible observar la existencia de un cabalgamiento asociado ("Cabalgamiento de Aoiz" en adelante, ver mapa geológico de la Fig.1), el cual es evidente porque corta a la megacapa de Roncal, en los alrededores de la localidad de Larequi, sobre el barranco de Sastoya. Tras un detallado seguimiento de esta estructura hacia el oeste, se puede decir que es reconocible en superficie, al sur y al oeste de Aoiz. Entre las localidades de Erdozain y Beortegui se observan las capas del flysch margoso de Irurozqui intensamente plegadas, mientras que hacia el oeste, en las cercanías de Redin, estos pliegues desaparecen. Este hecho se puede explicar como debido a la existencia de una rampa de bloque superior del Cabalgamiento de Aoiz que hacia el oeste pasa a rellano. Existen otras evidencias de la existencia de este cabalgamiento; así, en las cercanías de Beortegui se observan espejos de falla, desarrollados en las margas y areniscas del flysch margoso de Irurozqui, en los que se reconocen estrías de falla verticales. Más al oeste, en las proximidades de Redin, no es visible el Cabalgamiento de Aoiz. Las causas por las que no es observable esta estructura en los sectores más occidentales pueden ser: (i) la mala calidad de los afloramientos impide su exposición en superficie, (ii) el cabalgamiento está asociado a un pliegue de propagación de falla y por ello, al oeste de Beortegui, el acortamiento que produce el cabalgamiento en profundidad, en capas superficiales se realiza mediante pliegues, (iii) las capas del techo del flysch margoso de Irurozqui se depositan con posterioridad al emplazamiento del Cabalgamiento de Aoiz fosilizándole. Este cabalgamiento que, a la vista del mapa geológico, aparentemente presenta escaso desplazamiento parece claro que va asociado al Anticlinorio de Itoiz. En profundidad y con base en datos del sondeo Aoiz 1, situado al oeste de Nagore, el Cabalgamiento de Aoiz se corresponde con un importante cabalgamiento atravesado a unos 4200 m de profundidad, en el que se sitúan rocas del basamento Paleozoico sobre materiales permotriásicos de la cobertera (ver corte geológico de la Fig.2).

Al sur del Cabalgamiento de Aoiz, entre las localidades de Aoiz y Aós, se observa un anticlinal, denominado "Anticlinal de Idocorri" (García-Sansegundo y Barnolas, 2000). Esta estructura se encuentra plegando a capas del techo del flysch margoso de Irurozqui. Siguiendo este pliegue hacia sectores más orientales, en la zona del río Areta es posible observar que en el núcleo del Anticlinal de Idocorri existe un cabalgamiento denominado "Cabalgamiento de la Sierra de Illón", dirigido hacia el sur y que por delante presenta un retrocabalgamiento. Ambas fracturas se encuentran cortando al Cretácico superior y al Paleoceno. Cabalgamiento y retrocabalgamiento se encuen-

tran fosilizados por capas del Luteciense superior del flysch margoso de Iruruzqui. Es factible, por tanto, interpretar que en la transversal de Aoiz, debajo del Anticlinorio de Idocorri, existan cabalgamientos que, al igual que se observa en el río Areta, corten a las rocas paleocenas y cretácicas. De la interpretación de estos datos, se puede decir que por debajo del Anticlinorio de

Itoiz existe una importante estructura de cabalgamientos que afectan a las calizas, dolomías y areniscas del Cretácico superior y Paleoceno (ver corte geológico de la Fig. 2). La cuestión de cómo el llenado del embalse de Itoiz, puede producir el movimiento de estas fallas existentes en profundidad se tratará en el capítulo siguiente.

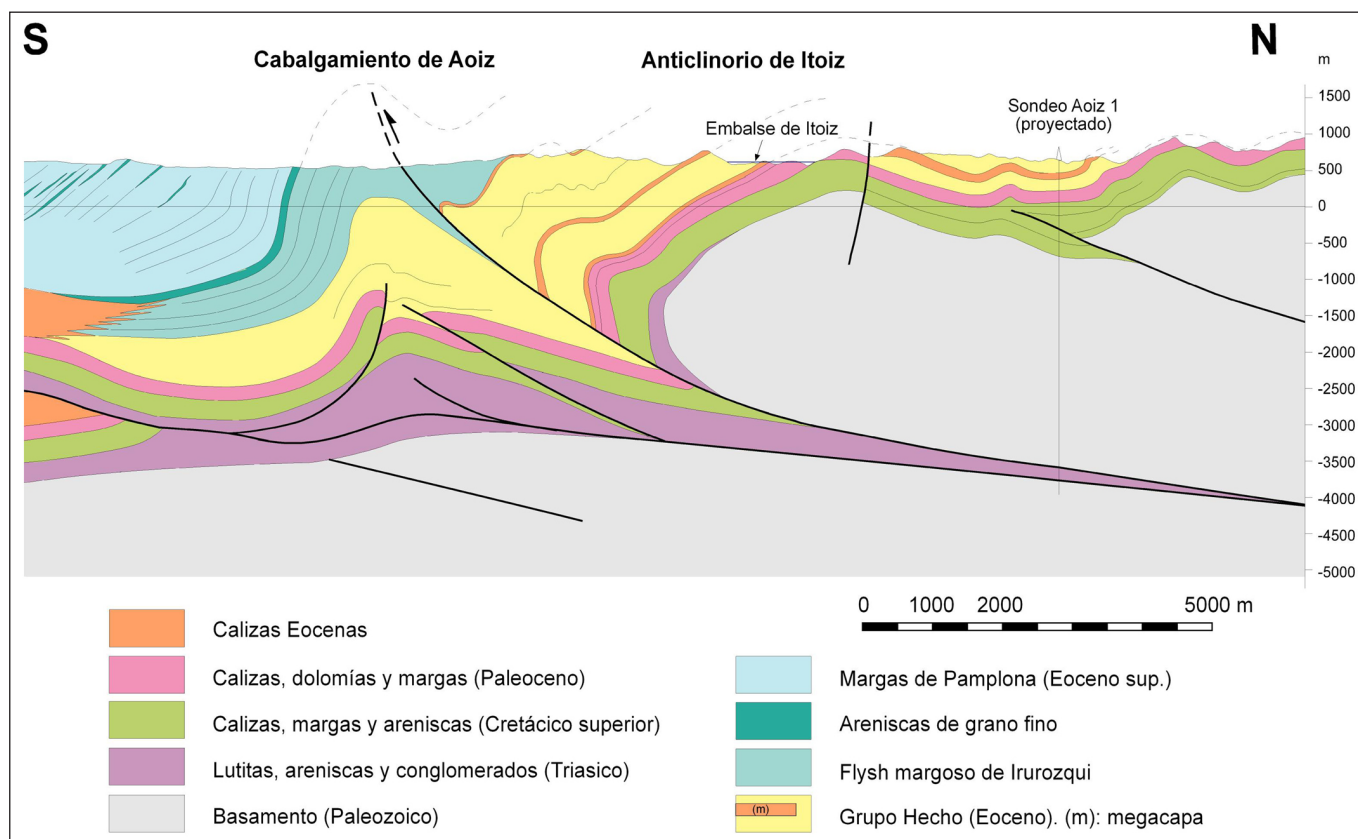


Fig. 2 – Corte geológico del entorno del embalse de Itoiz. Situación en figura 1.

Fig. 2 – Coupe géologique de la région du réservoir d'Itoiz. Position de la coupe sur la Fig. 1.

4. SISMICIDAD INDUCIDA

Tras la experiencia de las últimas décadas en presas de diferentes lugares del mundo, se sabe que con el llenado de un embalse se puede producir un aumento de carga estática y de la presión de poro, la cual será equivalente a la profundidad del agua (Snow, 1972). Así por ejemplo, se estima que en un embalse donde se alcancen los 100 m de altura de agua, se produce un aumento del esfuerzo vertical y un incremento de la presión de poro que, bajo el embalse, puede llegar a ser de 1 MPa. Por ejemplo, en el embalse de Toktogul en Kirghizia, en el año 1979, el número de terremotos aumentó notablemente cuando el nivel del agua sobrepasó los 100 m (Yunga *et al*, 1996).

El incremento de la presión de poro al llenar el embalse reduce el coeficiente de fricción de las rocas y tenderá a provocar sismicidad, de manera que se activará el movimiento de fallas que darán lugar a terremotos. En operaciones de vaciado del embalse, se reduce la carga vertical, por lo que también se activarán las fallas que provocarán sismicidad (Scholz, 2002).

A lo largo de las últimas décadas son varios los casos de embalses construidos en zonas de escasa sismicidad natural en las que se han producido terremotos a la hora de llenar o vaciar un embalse. Así, en China se han contabilizado hasta 19 embalses en los que debido a su llenado se han producido movimientos sísmicos de intensidad variable (Chien y Talwani,

1998). Además de estos ejemplos se ha documentado sismicidad inducida por embalses en diferentes lugares del mundo como son las exrepúblicas Soviéticas de Kirghizia y Tadjikistan, Albania, Grecia, Estados Unidos, Canadá, Zimbabwe, Australia, aunque seguramente el más conocido de todos es el del embalse de Koyna, en la India, donde su llenado provocó unos 300 terremotos de intensidad superior a 3 entre los años 1963 y 1995, registrándose en 1967, un terremoto que llegó a tener una magnitud de 6,3, el cual llegó incluso a causar víctimas humanas (Simpson *et al*, 1988; Talwani, 1997; Chadna *et al*, 1997). En algunos casos, esta sismicidad tiene una rápida respuesta, registrándose terremotos tras el llenado del embalse. Ejemplos de rápida respuesta son los del embalse de Nurek, en Tadjikistan; Monticelo, en Carolina del Sur (USA); Manic-3, en Québec (Canadá), Kariba, en Zimbabwe y Talbigo, en Australia. En otros casos como el de Koyna, la sismicidad más importante tiene lugar varios años después del llenado; otros ejemplos de sismicidad inducida largo tiempo después del llenado del embalse son los del embalse de Oroville, en California (USA) y Aswan, en Egipto (Scholz, 2002). Simpson *et al* (1988) consideran que una sismicidad inducida inmediatamente tras el llenado del embalse es causada por una respuesta elástica de las rocas del sustrato como consecuencia de un aumento de la presión de poro, mientras que una sismicidad muy posterior al llenado del embalse se debe a un aumento en la presión de poro debida a la difusión de la misma en zonas profundas. Talwani (1997) considera que la aparición de la sismicidad tardía depende de tres factores que son:

- La frecuencia y amplitud de los cambios de nivel del agua en el embalse. En el embalse de Toktogul de Kirghizia, con cambios rápidos de llenado y vaciado del embalse, la sismicidad se presentó a los 2 o 3 meses de realizarse estas operaciones (Yunga *et al*, 1996).
- Las dimensiones del embalse. En embalses de grandes dimensiones, parece que la sismicidad se presenta en periodos de tiempo dilatados.
- Propiedades hidromecánicas del sustrato.

En el caso de la sismicidad ligada al embalse de Itoiz, parece bastante coincidente con el proceso de llenado, si bien, se ha observado un mayor número de terremotos durante un pequeño espacio de tiempo en el que se procedió a la descarga del embalse. A partir de los datos publicados por el Instituto Geográfico Nacional, se puede constatar que la mayoría de los epicentros de los sismos acontecidos durante los meses de septiembre y octubre de 2004 se sitúan en el entorno del embalse de Itoiz. Con anterioridad a esta época, en la Comunidad de Navarra, la sismicidad era frecuente en áreas situadas más al norte, en relación con la falla de Leitza, y al oeste, ligada a la falla de Pamplona, pero no lo era en el entorno del embalse de Itoiz. La profundidad a la que tuvieron lugar estos terremotos varía entre 2 y 8 km, por lo que observando el corte geológico de la figura 2, se puede comprobar que esta sismicidad puede relacionarse con el movimiento de los cabalgamientos y fallas asociadas existentes por debajo del embalse, descritos en el capítulo de Estructura.

En primer lugar, conviene tener en cuenta que los cabalgamientos situados bajo el embalse de Itoiz, desde un punto de vista geológico, son estructuras tectónicas recientes y, por lo tanto, pueden quedar tensiones acumuladas en su entorno. Prueba de ello es la actividad sísmica natural que actualmente existe en la totalidad de la cordillera pirenaica. Para explicar la causa por la cual se ha producido el movimiento de estas fallas durante el llenado del embalse, es necesario encontrar una explicación de cómo el agua embalsada puede variar la presión de poro en profundidad. Tal y como se comentó en el capítulo de Estratigrafía, en la zona que está inundada por el embalse, afloran varios niveles de calizas que poseen elevada porosidad; por un lado están las megacapas carbonatadas del Eoceno, intercaladas en las turbiditas del Grupo Hecho y, por otro, las calizas del Paleoceno y del Cretácico superior. A la vista del corte de la figura 2, se observa que estos niveles de calizas tienen suficiente continuidad en profundidad como para alcanzar la zona donde se sitúan los cabalgamientos, por lo que parece factible que puede existir una conexión entre el agua del embalse y los cabalgamientos. En la zona donde se localizan los cabalgamientos, la porosidad de las rocas, sean cual sean estas, tiende a ser mayor, pues tratándose de estructuras desarrolladas en condiciones de relativa fragilidad, la formación de rocas de falla cataclásticas y brechoides en estas zonas es frecuente, lo que aumentará el grado de porosidad de las rocas afectadas por estas estructuras. Por lo tanto, se puede suponer que las aguas embalsadas están conectadas con las aguas intersticiales del entorno de los cabalgamientos. En una situación como la descrita, cualquier variación del nivel del agua del embalse hará variar la presión de poro. Por otro lado, el hecho de que el Anticlinorio de Aoiz presente una marcada inmersión hacia el oeste, favorece que las aguas embalsadas circulen en profundidad en ese sentido, lo que apoya que la mayor parte de los epicentros de los sismos se localicen al oeste del embalse, entre Nagore y Lizoain.

Con estos datos es factible que el embalse y desembalse de agua en Itoiz induzca una sismicidad, como la registrada a partir del mes de septiembre de 2004. Durante los meses de noviembre y diciembre el número de terremotos que pueden ser relacionados con el embalse de Itoiz ha descendido, lo que puede ser interpretado como debido a que en la zona se ha llegado a una relativa estabilidad. Sin embargo, no debe de olvidarse que si bien ha descendido el número de terremotos, la actividad sísmica no ha desaparecido totalmente y con el lle-

nado total del embalse podrían producirse nuevos terremotos y de mayor intensidad que la de los hasta ahora registrados, tal y como se ha explicado anteriormente que ha ocurrido en diversas zonas de la Tierra.

Por otra parte, a la sismicidad que se está produciendo actualmente en el entorno del embalse de Itoiz, se añade el problema de la ladera izquierda de la cerrada de la presa, donde la megacapa nº 3 permanece en una posición inestable. El riesgo de deslizamiento de dicha megacapa se está incrementando notablemente a causa de la propia sismicidad, aparte de los problemas de estabilidad que pueden ocasionar el sistemático llenado y vaciado del embalse.

5. CONCLUSIONES

De manera esquemática, las principales conclusiones que pueden extraerse del presente trabajo son las siguientes:

- A partir de la cartografía geológica y de los datos de sísmica de reflexión profunda y sondeos, se puede interpretar que por debajo del embalse de Itoiz existe una compleja estructura de cabalgamientos que cortan a las calizas y areniscas del Cretácico, calizas del Paleoceno y megacapas carbonáticas eocenas, todas ellas rocas con elevada porosidad.
- Las rocas antes mencionadas que poseen una elevada porosidad, tienen suficiente continuidad en profundidad para conectar las aguas embalsadas en superficie con las aguas intersticiales que lógicamente deben existir en el entorno de los cabalgamientos.
- Parece factible pensar que las variaciones de la altura del agua embalsada en Itoiz han modificado la presión de poro en las rocas situadas en el entorno de los cabalgamientos y provocado el movimiento de los mismos. Esta parece la razón por la que se ha desencadenado la sismicidad observada a partir del mes de septiembre de 2004.
- No existen evidencias científicas suficientes como para valorar la evolución futura de la sismicidad de la zona. Por esta razón, no se puede descartar que de continuar con el llenado del embalse puedan producirse nuevos terremotos, que podrían llegar a ser de mayor intensidad de los hasta ahora registrados.
- En una zona como la que ocupa el embalse de Itoiz, donde tienen lugar movimientos sísmicos, algunos de los cuales han sobrepasado la magnitud 4 Lg, la inestabilidad existente en la ladera izquierda del embalse se incrementa como consecuencia de esta sismicidad. Este aspecto debe de ser motivo de preocupación, dadas las consecuencias catastróficas que podría llegar a ocasionar un deslizamiento de la megacapa nº 3 (Villanúa).

REFERENCIAS

- BARNOLAS A., SAMSÓ J.M., TEIXELL A., TOSQUELLA J. & ZAMORANO M. 1991. Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona. *I Congreso Grupo Español del Terciario, Vic, 1191, Libro-Guía Excursión nº 1*, 1-123.
- CÁMARA P. & KLIMOWITZ J. 1985. Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (cuencas de Jaca-Tremp). *Estudios Geol.*, Madrid, 41, 391-404.
- CANUDO J.I. & MOLINA E. 1988. Biocronología con foraminíferos planctónicos de la secuencia deposicional de Jaca (Pirineo aragonés): Eoceno medio y superior. *Congr. Geol. de España, Comunicaciones*, 1, 273-276.
- CARBAYO A., VALLE DE LERCHUNDI J. & LEON L. 1978. Mapa Geológico de España, E. 1/50.000, 2ª ser., nº 119 (Garralda). *Inst. Geol. Min. Esp.*
- CASAS A. 1999. Deslizamientos de vertientes en la cerrada del embalse de Itoiz. *Informe Interno de la Coordinadora de Itoiz*, 1-23.

- CHADHA R.K., GUPTA H.K., KUMPEL H.J., MANDAL P., NAGESWARA RAO A., NARENDRA RADHAKRISHNA I., RASTOGI B.K., RAJU I.P., SARMA C.S.P., SATYAMORTHY C. & SATYANARAYANA H.V.S. 1997. Delineation of Active Faults, Nucleation Process and Pore Pressure Measurements at Koyna (India). In: TALEBI S. (Ed.), *Seismicity Associated with Mines, Reservoirs and Fluid Injections. Pageoph Topical Volumes*. Birkhäuser Verlag Ed., 150, 551-562.
- CHEN L. & TALWANI P. 1998. Reservoir-induced Seismicity in China. In: TALEBI S. (Ed.), *Seismicity Caused by Mines, Fluid Injections, Reservoirs and Oil Extraction. Pageoph Topical Volumes*. Birkhäuser Verlag Ed., 153, 133-149.
- GARCÍA DE DOMINGO A. & BLAS BALAGUERA J.I. 1993. Memoria y mapas geológico y geomorfológico a escala 1:25.000 de la hoja nº 116 (Garralda), cuadrantes de Erro (I), Garralda (II), Arce (III) y Oroz-Betelu (IV). *Diputación Foral de Navarra*.
- GARCÍA-SANSEGUNDO J. 1993. Memoria y mapas geológicos a escala 1:25.000 de la hoja nº 142 (Aoiz), cuadrantes de Aoiz (I), Irurozqui (II), Monreal (III) y Domeño (IV). *Diputación Foral de Navarra*.
- GARCÍA-SANSEGUNDO J. & BARNOLAS A. 2000. La terminación occidental del Cabalgamiento de la Sierra de Illón (Pirineos Navarros, España). *Geo-Temas*, 1 (2), 93-96.
- JOHNS D.R., MUTTI E., ROSELL J. & SÉGURET M. 1981. Origin of a thick, redeposited carbonate bed in the Eocene turbidites of the Hecho Group, South-Central Pyrenees, Spain. *Geology*, 9, 161-164.
- JOULAIN C. & SÁNCHEZ CARO F. 2000. Informe geológico y geotécnico de la ladera izquierda aguas arriba de la presa de Itoiz. *Informe de INITEC INTECSA V. S., ARBEA U. T. E., Tomos I y II*.
- LABAUME P., MUTTI M., SÉGURET M. & ROSELL J. 1983. Mégaturbidites carbonatées du basin turbiditique de l'Éocène inférieur et moyen sud-pyrénéen. *Bull. Soc. Géol. France*, 25, 927-941.
- LABAUME P., MUTTI M. & SÉGURET M. 1987. Megaturbidites: A Depositional Model From the Eocene of the SW-Pyrenean Foreland Basin, Spain. *Geo-Marine Letters*, 7, 91-101.
- LABAUME P., SÉGURET M. & SEYVE C. 1985. Evolution of a turbiditic foreland basin an analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean basin. *Tectonics*, 4, 661-685.
- LANAJA J. M., QUEROL R. & NAVARRO A. 1987. *Contribución a la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España*. Inst. Geol. Min. España, Madrid, 1-465.
- MUTTI E., LUTERBACHER H., FERRER J. & ROSELL J. 1972. Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogeno Marino della zona centrale sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra). *Mern. Soc. Geol. Italia*, 11, 391-416.
- PAYROS A., ORUE ETXEBARRIA X., BACETA J.I. & PUJALTE V. 1994. Las "megaturbiditas" y otros depósitos de re sedimentación carbonatada a gran escala del Eoceno surpirenaico: nuevos datos del área de Urrobi-Ultzama (Navarra). *Geogaceta*, 16, 94-96.
- PUIGDEFABREGAS C. 1975. La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos*, 104, 1-188.
- PUIGDEFABREGAS C., ROJAS B., SÁNCHEZ CARPINTERO I. & VALLE DE LERCHUNDI J. del 1978. Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª ser., Hoja nº 142 (Aoiz). *Inst. Geol. Min. Esp.*
- REBOLLO A. 2000. Informe analítico sobre los diferentes riesgos catastróficos que causarán los deslizamientos provocados por la inundación continuada del proyectado embalse de Itoiz, al sumergir bajo sus niveles los pies o zonas basales de las laderas del vaso; y sobre los diversos problemas que esos deslizamientos plantean a la seguridad de las dos presas que conforman el embalse. Riesgos catastróficos y problemas de seguridad que ponen en peligro a personas y bienes; tanto hacia aguas abajo como hacia aguas arriba de las citadas presas. *Informe de Civiltec, S.A. para la Coordinadora de Itoiz*, 1-164.
- RUPKE N.A. 1976. Sedimentology of very thick calcarenite-marlstone beds in a flysch succession, southwestern Pyrenees. *Sedimentology*, 23, 43-65.
- SCHOLZ C.H. 2002. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge Univ. Press Ed., 1-471.
- SÉGURET M., LABAUME P. & MADARIAGA R. 1984. Eocene seismicity in the Pyrenees from megaturbidites in the South-Pyrenean Basin (North Spain). *Mar. Geol.*, 55, 117-131.
- SIMPSON D.W., LEITH W.S. & SCHOLZ C.H. 1988. Two types of Reservoir Induced Seismicity. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78, 2025-2040.
- SNOW 1972. En: SCHOLZ (2002).
- SOLER M. & PUIGDEFABREGAS C. 1970. Líneas generales de la geología del Alto Aragón occidental. *Pirineos*, 96, 5-19.
- SOUQUET P. 1967. Le Crétacé Supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragón et Navarre. *Thèse 3^e cycle*, Fac. Sci. Toulouse, 1-530.
- TALWANI P. 1997. Seismotectonics of the Koyna-Warna Area, India. In: TALEBI S. (Ed.), *Seismicity Associated with Mines, Reservoirs and Fluid Injections. Pageoph Topical Volumes*. Birkhäuser Verlag Ed., 150, 511-550.
- TEIXELL A. 1990. Alpine thrusts at the western termination of the pyrenean Axial Zone. *Bull. Soc. Géol. France*. 6, 241-249.
- TURNER J. 1996. Switches in subduction direction and the lateral termination of mountain belts: Pyrenees-Cantabrian transition, Spain. *J. Geol. Soc., London*, 153, 563-571.
- VAN LUNSEN H.A. 1970. Geology of the Ara-Cinca region, Spanish Pyrenees, Province of Huesca. *Geol. Ultraiectina*, 16, 1-119.
- YUNGA S., SIMPSON D. & KONDRATENKO A. 1996. Seismotectonic Deformation During the Filling of Toktogul Reservoir, Kirghizia. In: KROLL P. & KOWALLE G. (Eds.), *Induced Seismic Events. Pageoph Topical Volumes*. Birkhäuser Verlag Ed. 147, 419-431.